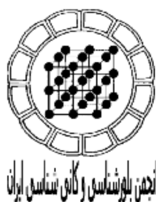
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۴۰۱ تا ۴۱۴



شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی، شمال‌غرب ایران: تعیین محیط زمین ساختی و شرایط تشکیل سنگ‌های بازالتی

آرزو چراغی، معصومه آهنگری*، منیژه اسدپور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۴/۲۲، نسخه نهایی: ۹۸/۷/۱۷)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در جنوب غرب خوی دارای ترکیب بازالت و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز- فیریک بازالت هستند و به ترتیب از درشت بلورهای کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها به شدت دگرسان شده و دارای مقادیر بالایی از کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت در ترکیب خود هستند. بر اساس بررسی‌های شیمی کانی، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از دیوپسید تا اوژیت در تغییر است. این کانی‌ها دارای منطقه‌بندی ترکیبی عادی هستند و از ماگمای اولیه با ترکیب نیمه قلیایی متبلور شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها در فشار ۲ تا ۵ کیلوبار، دمای ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد و گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند. در نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های مورد بررسی بیشتر در گستره همپوشانی محیطهای تولئیت‌های جزایر قوسی (IAT)، بازالت‌های پشت قوسی (BABB) و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) واقع هستند. بر اساس مقایسه سنگ‌های مورد بررسی با بازالت‌های مجموعه افیولیتی خوی، بازالت‌های جنوب غرب خوی به احتمال بسیار در حوضه پشت قوس تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *بازالت؛ کلینوپیروکسن؛ شیمی کانی؛ محیط زمین‌ساختی؛ خوی.*

مقدمه

بازالت‌ها رایج‌ترین سنگ‌های آتشفشانی در پوسته زمین هستند. بررسی این سنگ‌ها اغلب به عنوان ابزاری قوی برای شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر گوشته بکار برده می‌شود. با بررسی بازالت‌ها می‌توان به طبیعت ذوب‌بخشی، چگونگی صعود ماگما، ماهیت فرآیندهای ماگمایی و محیط زمین ساختی بوجود آورنده این سنگ‌ها پی برد [۱]. ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی، ماگمای اولیه و یا با تغییرات اندکی هستند که در اثر ذوب‌بخشی سنگ‌های پریدوتیتی در شرایط گوشته زمین تشکیل شده‌اند و با عبور از پوسته زمین و راهیابی به سطح آن اطلاعات بسیار مهمی را در رابطه با شرایط سنگ خاستگاه به دست می‌دهد [۲].

پژوهش‌های انجام شده پیرامون بازالت‌ها در نقاط مختلف دنیا بیشتر شامل تعیین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل [۳، ۴] و بررسی شیمی کانی‌های موجود در این سنگ‌ها [۵-۷] بوده است. بر پایه این ویژگی‌ها، موارد مختلفی چون دما و فشار تبلور سنگ [۸-۱۰]، ویژگی‌های سنگ خاستگاه [۳، ۸، ۱۱-۱۳]، محیط زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها [۱۲، ۱۴، ۱۵] و نرخ ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه [۱۱] تعیین شده است.

استفاده از شیمی‌کانی درشت بلورهای موجود در سنگ‌های بازالتی بویژه کلینوپیروکسن کمک بسیاری به تعیین شرایط تشکیل این سنگ‌ها می‌نماید [۱۶، ۱۷]. همچنین با استفاده از ترکیب این کانی می‌توان به شرایط دما- فشار تشکیل سنگ‌های بازالتی نیز پی برد [۱۸]. استفاده از ترکیب عناصر فرعی و کمیاب کلینوپیروکسن نیز اطلاعات بسیاری پیرامون شرایط تشکیل سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها بویژه بازالت‌ها در اختیار قرار می‌دهد [۱۹].

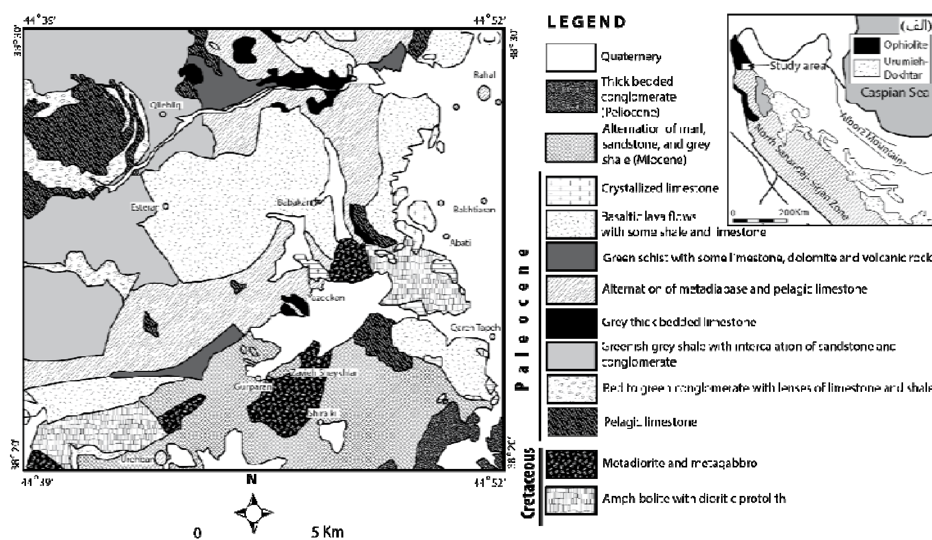
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۴۳۱۹۴۲۱۳۹، نمابر: ۰۴۴۳۲۷۵۵۲۹۶، پست الکترونیکی: m.ahangari@urmia.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]

در این پژوهش، بازالت‌های رخنمون یافته در جنوب غرب خوی بررسی شده است. تاکنون بررسی جامعی بر این سنگ‌ها انجام نشده و بررسی‌های صورت گرفته بیشتر شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی مختلف مانند نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس [۲۰] است. درشت بلورهای کلینوپیروکسن بسیاری در بازالت‌های جنوب غرب خوی حضور دارند. این کانی‌ها با وجود ماهیت به شدت هوازده سنگ‌ها، در بیشتر موارد سالم و بدون آثار دگرسانی هستند. از اینرو، شرایط تشکیل و سنگ‌زایی این سنگ‌ها با استفاده از شیمی کانی کلینوپیروکسن‌ها شناسایی گردید.

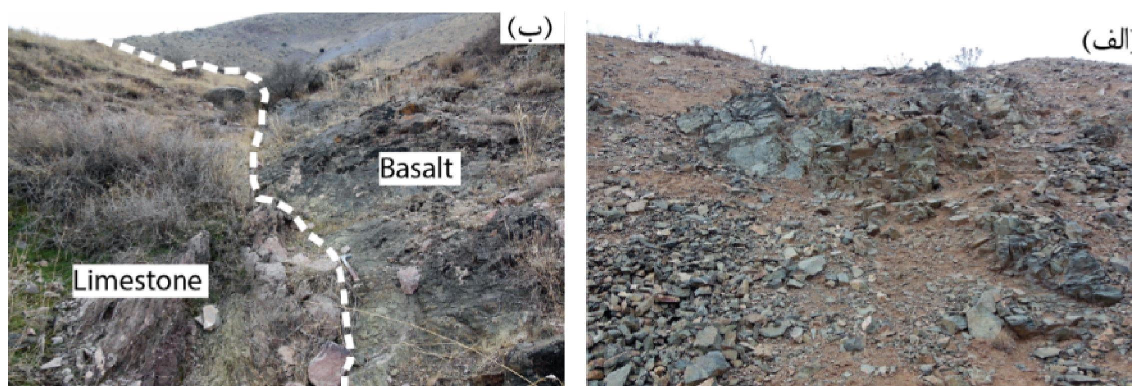
زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد بررسی در استان آذربایجان غربی در جنوب غربی شهرستان خوی و شمال غربی شهرستان سلماس و بین مختصات '۲۰ °۳۸ و ´۳۰ °۳۸ عرض شمالی و ´۳۹ °۴۴ تا ´۵۲ °۴۴ طول شرقی واقع است. از نظر زمین‌شناسی ساختاری، بر پایه تقسیم‌بندی مرجع [۲۱] (شکل ۱ الف)، این منطقه بخشی از پهنه سنندج- سیرجان در نظر گرفته شده است. بر اساس یافته‌های خدابنده و همکاران [۲۰]، سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی بیشتر وابسته به اواخر دوران دوم (کرتاسه پسین- پالئوسن) - دوران سوم (سنوزوئیک) هستند (شکل ۱ ب). با توجه به نقشه زمین‌شناسی این منطقه [۲۰]، قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته شامل سنگ‌های دگرگونی با ترکیب آمفیبولیتی و مجموعه‌ای از متادیوریت‌ها و متاگابروها به سن کرتاسه پسین- پالئوسن هستند. همچنین براساس این نقشه، این مجموعه دگرگونی به عنوان بخشی از مجموعه افیولیتی معرفی شده‌اند. بر اساس نظر خدابنده و همکاران [۲۰]، سنگ‌های وابسته به پالئوسن بخش عمده منطقه مورد بررسی را بخود اختصاص داده‌اند. ترکیب این سنگ‌ها متنوع بوده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی (کنگلومرا، آهک‌های لجه‌ای و آهک‌های متبلور)، سنگ‌های دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و سنگ‌های آذرین خروجی با ترکیب بازالت هستند. بازالت‌های رخنمون یافته در این منطقه به صورت توده‌ای ظاهر شده‌اند (شکل ۲ الف) و بیشتر همراه با لایه‌هایی از آهک‌های قرمز لجه‌ای هستند (شکل ۲ ب). در محل تماس آهک‌ها با توده‌های بازالتی، آثار دگرگونی دمایی دیده نشده است. توده‌های بازالتی در صحرا به رنگ‌های سبز، سیاه و کمتر بنفش ظاهر شده‌اند. رنگ سبز این واحد بیشتر به دلیل فراوانی کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت در ترکیب سنگ است. این سنگ‌ها دربردارنده درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. اندازه درشت بلورها در نمونه دستی تا ۳ میلیمتر نیز می‌رسد. حفره‌ها پر شده توسط کانی‌های ثانویه (اغلب کوارتز و کلسیت) نیز بسیار در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. توده‌های بازالتی جنوب‌غرب خوی در صحرا و در رخنمون‌های مختلف اغلب با ظاهری تقریباً یکنواخت ظاهر شده‌اند. با این وجود در موارد کمی، نمونه‌های بدون کلینوپیروکسن با رنگ سیاه نیز در میان توده‌های بازالتی قابل دیده است.



شکل ۱ (الف) جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه تقسیم‌بندی ساختارهای زمین‌شناسی ایران (برگرفته از مرجع [۲۱]). (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی (برگرفته از مرجع [۲۰]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]



شکل ۲ تصاویر صحرایی از بازالت‌های جنوب غرب خوی: (الف) رخنمون بازالت‌های توده‌ای با رنگ سبز و (ب) مرز بین آهک‌های لجه‌ای قرمز رنگ با توده بازالتی.

سنگ‌های میوسن (سازند قم) بیشتر در بخش جنوبی منطقه مورد بررسی رخنمون یافته و شامل تناوب مارن، ماسه‌سنگ و شیل خاکستری رنگ هستند. این واحد اغلب نهشته‌های قدیمی‌تر چون آمفیبولیت‌ها را پوشانده است. نهشته‌های پلیوسن به مقدار بسیار کم در بخش جنوب‌شرقی منطقه مورد بررسی رخنمون یافته است. این نهشته‌ها دارای ترکیب کنگلومرای ضخیم لایه با لایه‌بندی خوب و سیمان ماسه‌ای است. رسوب‌های کواترنری در این منطقه متنوع بوده و به ترتیب سنی از قدیم به جدید شامل نهشته‌های تراورتن، پادگانه‌های قدیمی، مخروط‌افکنه‌ها و پادگانه‌های جوان و نهشته‌های دشت هستند.

روش کار

در این پژوهش، به منظور بررسی سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در جنوب غرب خوی، مطالعات صحرایی بر سنگ‌ها صورت گرفت به این ترتیب، تعداد ۲۰ نمونه سنگی از قسمت‌های مختلف این توده برداشت گردید و مقاطع میکروسکوپی از این نمونه‌ها تهیه و بررسی شد. با توجه به نتایج بررسی‌های سنگ‌شناسی، ۲ مقطع و نقاط مناسب کانی کلینوپیروکسن برای تجزیه‌های نقطه‌ای انتخاب گردید و در بخش کانی‌شناسی آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با استفاده از دستگاه ریزپردازنده مدل Cameca Sx100 تجزیه شدند. از آنجا که کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند، نقاط تجزیه شده شامل قسمت‌های مرکزی (۱۰ نقطه)، میانی (۳ نقطه) و لبه‌ای (۷ نقطه) است. همچنین برای بررسی روابط بافتی کانی‌های موجود در سنگ‌ها، تعدادی تصویر الکترونی پس پراکنده (BSE) با بزرگنمایی‌های مختلف نیز تهیه شد.

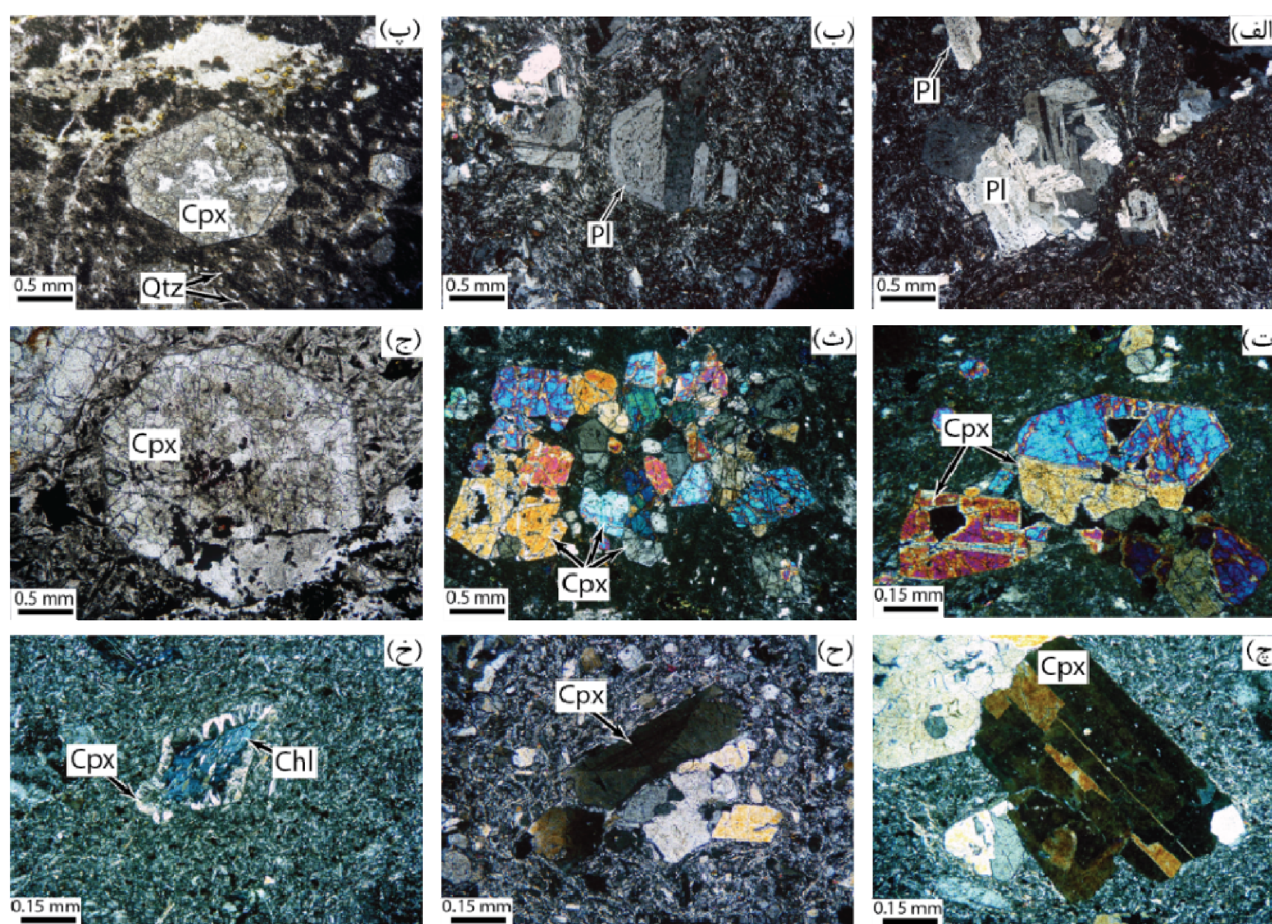
سنگ‌شناسی

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در جنوب غرب خوی را می‌توان به دو گروه اصلی بازالت و پلاژیوکلاز- فیریک بازالت تقسیم کرد. پلاژیوکلاز- فیریک بازالت‌ها در نمونه دستی سیاه رنگ هستند و درشت بلورهای پلاژیوکلاز در آن‌ها قابل تشخیص است. در این سنگ‌ها، درشت بلورهای کلینوپیروکسن دیده نمی‌شود. در زیر میکروسکوپ درشت بلورها و انبوهه‌های بلوری پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای ریزسنگی واقع هستند و بافت پورفیری و گلومروپورفیری را ایجاد کرده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب). درشت بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها اغلب دارای بافت غربالی هستند. کانی‌های کدر و ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت زمینه این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند.

در بررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌های بازالت دربردارنده درشت بلورها و انبوهه‌های بلوری کلینوپیروکسن (شکل‌های ۳ پ، ث و ت) و پلاژیوکلاز هستند. در برخی از نمونه‌ها ذرات ریز کوارتز در متن سنگ نیز قابل دیده هستند (شکل ۳پ). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی بنظر می‌رسد که این ذرات ثانویه و برآمده از دگرسانی باشند. در این سنگ‌ها، درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در یک زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای قرار دارند و بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری را بوجود آورده‌اند. زمینه تشکیل دهنده این سنگ‌ها در نمونه‌های مختلف متفاوت بوده و از بافت شیشه‌ای تا میان دانه‌ای (از قرار گرفتن بلورهای مافیک از جنس کلینوپیروکسن‌های ریزدانه در بین ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز) در تغییر است. بافت جریانی در زمینه برخی از نمونه‌ها قابل دیده است. زمینه شیشه‌ای گاهی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]

حالت جریانی داشته و بافت هیالوپلیتیک (شیشه جریانی) را بوجود آورده است. ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، ریزبلورهای کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه چون کلریت و در موارد کمتر، کلسیت کانی‌های موجود در زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند. در این سنگ‌ها، درشت بلورهای کلینوپیروکسن اغلب به صورت خودشکل (شکل‌های ۳ پ و ج) تا نیمه شکل‌دار هستند و در بسیاری از موارد منطقه‌بندی ترکیبی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳ چ). درشت بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر سالم و بدون آثار دگرسانی هستند، ولی در برخی از نمونه‌ها این بلورها تجزیه شده و بویژه از قسمت مرکزی به کانی ثانویه کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ خ). کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی ماکل‌های مختلفی چون ماکل دوتایی (شکل ۲ ت)، ماکل ساعت شنی (شکل ۳ ج) و کمتر ماکل صلیبی و ماکل چندریخت (شکل ۳ چ) از خود نشان می‌دهند. در بیشتر بازالت‌های رخنمون یافته در جنوب غرب خوی، بافت بادامکی در نتیجه پر شدن حفره‌ها با کانی‌های ثانویه چون کلریت، کوارتز و کلسیت قابل دیده است.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از بازالت‌های جنوب غرب خوی: الف و ب) انبوهه‌های بلوری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز در پلاژیوکلاز- فیریک بازالت‌ها (نور قطبیده متقاطع XPL)، پ) درشت بلور خود شکل کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از کوارتزهای دانه ریز و شیشه موجود در بازالت‌ها (نور قطبیده صفحه‌ای PPL). ت و ث) درشت بلورها و انبوهه‌های بلوری کلینوپیروکسن در بازالت‌ها، درشت بلور کلینوپیروکسن در تصویر ت) دارای ماکل دوتایی است (نور XPL)، ج) بلور خودشکل کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های ریزدانه پلاژیوکلاز در نمونه‌های کلینوپیروکسن بازالتی (نور PPL)، چ) کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل تکراری در کلینوپیروکسن بازالت‌های مورد بررسی (نور XPL)، ح) ماکل ساعت شنی در درشت بلور کلینوپیروکسن موجود در کلینوپیروکسن بازالت‌ها (نور XPL)، (خ) تبدیل قسمت مرکزی کلینوپیروکسن‌های موجود در کلینوپیروکسن بازالت‌ها به کانی کلریت (نور XPL). (Cpx: کلینوپیروکسن، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]

شیمی کانی کلینوپیروکسن

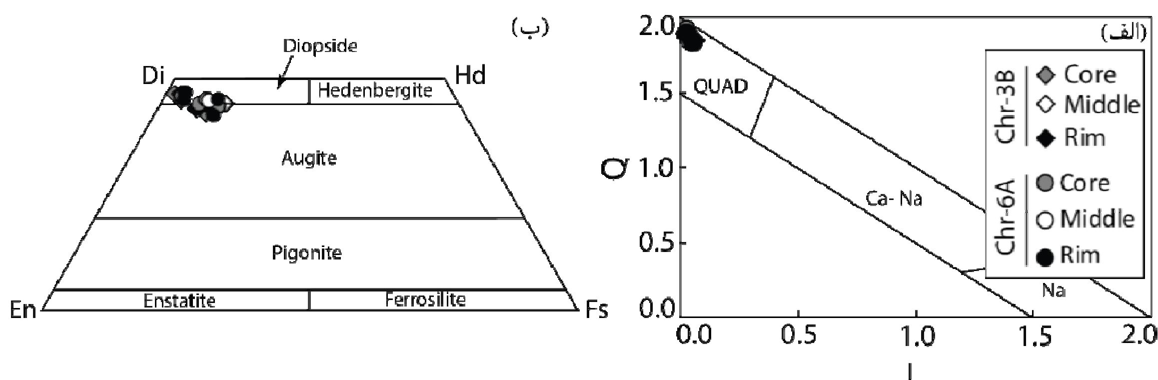
فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون محاسبه شده است (جدول‌های ۱ و ۲). نسبت Fe^{2+} به Fe^{3+} بر اساس عنصرسنجی [۲۲] تعیین شده است. کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Q ($Ca + Mg + Fe^{2+}$) نسبت به J (2Na) [۲۳] در گستره پیروکسن‌های Ca- Mg- Fe واقع هستند (شکل ۴ الف). در نمودار Di- Hd- En- Fs [۲۳]، ترکیب کلینوپیروکسن‌های تجزیه شده در گستره‌های دیوپسید و اوژیت است (شکل ۴ ب).

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی (نمونه Chr-3B).

	مرکز				میانه		لبه				
	۶/۱	۷/۱	۱۰/۱	۱۲/۱	۸/۱	۱۳/۱	۵/۱	۹/۱	۱۱/۱	۱۴/۱	۴/۱
SiO_2	۵۳/۰۴	۵۳/۰۹	۵۳/۶۸	۵۲/۳۴	۵۲/۱۲	۵۱/۴۲	۵۱/۳۵	۵۲/۰۷	۵۱/۹۴	۵۱/۸۵	۵۲/۱۹
TiO_2	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۲۹	۰/۴۰	۰/۴۴	۰/۴۶	۰/۳۵	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۴۰
Al_2O_3	۱/۱۷	۱/۴۷	۲/۱۲	۲/۲۶	۱/۵۶	۱/۹۷	۲/۴۴	۲/۲۸	۲/۱۷	۲/۹۴	۲/۲۸
Cr_2O_3	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۴۷	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۲۵	۰/۱۴
FeO	۴/۴۳	۴/۱۹	۴/۳۴	۵/۱۸	۹/۶۰	۸/۵۹	۸/۲۶	۷/۳۱	۸/۶۴	۷/۸۵	۸/۰۹
MnO	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۸
MgO	۱۸/۲۳	۱۸/۰۴	۱۸/۰۷	۱۷/۸۵	۱۴/۸۷	۱۵/۳۶	۱۶/۱۴	۱۶/۹۹	۱۵/۷۵	۱۶/۴۹	۱۶/۵۱
CaO	۲۲/۷۲	۲۲/۸۴	۲۳/۰۱	۲۱/۸۳	۲۱/۱۴	۲۰/۸۱	۲۰/۶۲	۲۰/۸۵	۲۱/۰۰	۲۰/۵۰	۲۰/۴۴
Na_2O	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۲۱	۰/۴۴	۰/۳۴	۰/۲۸
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۱۰۰/۳۴	۱۰۰/۴۰	۱۰۲/۲۵	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۳۲	۹۹/۲۱	۹۹/۹۵	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۸۸	۱۰۰/۵۱
فرمول براساس ۶ اتم اکسیژن											
Si	۱/۹۲۱	۱/۹۲۲	۱/۹۰۹	۱/۹۰۲	۱/۹۳۰	۱/۹۱۶	۱/۸۹۱	۱/۹۰۲	۱/۹۰۴	۱/۸۸۹	۱/۹۱۱
Ti	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲	۰/۰۱۳	۰/۰۱۰	۰/۰۱۲	۰/۰۱۲	۰/۰۱۱
Al	۰/۰۵۰	۰/۰۶۳	۰/۰۸۹	۰/۰۹۷	۰/۰۶۸	۰/۰۸۷	۰/۱۰۶	۰/۰۹۸	۰/۰۹۴	۰/۱۲۶	۰/۰۹۸
Cr	۰/۰۰۹	۰/۰۱۰	۰/۰۱۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴
Fe^{3+}	۰/۱۰۳	۰/۰۸۳	۰/۰۸۴	۰/۰۹۴	۰/۰۷۶	۰/۰۷۹	۰/۱۰۸	۰/۰۸۹	۰/۱۰۳	۰/۰۸۸	۰/۰۷۴
Fe^{2+}	۰/۰۳۲	۰/۰۴۴	۰/۰۴۵	۰/۰۶۳	۰/۲۲۲	۰/۱۸۹	۰/۱۴۶	۰/۱۳۵	۰/۱۶۱	۰/۱۵۱	۰/۱۷۴
Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶
Mg	۰/۹۸۴	۰/۹۷۴	۰/۹۵۸	۰/۹۶۷	۰/۸۲۱	۰/۸۵۳	۰/۸۸۶	۰/۹۲۵	۰/۸۶۱	۰/۸۹۶	۰/۹۰۱
Ca	۰/۸۸۲	۰/۸۸۶	۰/۸۷۷	۰/۸۵۰	۰/۸۳۹	۰/۸۳۱	۰/۸۱۴	۰/۸۱۶	۰/۸۲۵	۰/۸۰۰	۰/۸۰۲
Na	۰/۰۱۲	۰/۰۱۰	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۲۶	۰/۰۲۵	۰/۰۲۶	۰/۰۱۵	۰/۰۳۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۰
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
مجموع	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
$Mg/(Mg+Fe^2)$	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۹۴	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۸۴
$Fe^2/(Fe_{tot})$	۰/۲۴	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۴۰	۰/۷۵	۰/۷۰	۰/۵۸	۰/۶۰	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۷۰
$Al/(Al+Fe^3+Cr)$	۰/۳۱	۰/۴۰	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۴۷	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۵۷	۰/۵۶
اعضای پایانی											
En	۰/۵۲	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۸
Fs	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹
Wo	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۴۷	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۳

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی (نمونه Chr-6A).

	مرکز						میانه		لبه		
	۲۱٫۱	۲۲٫۱	۲۷٫۱	۲۹٫۱	۳۰٫۱		۲۳٫۱		۲۴٫۱	۲۸٫۱	۳۱٫۱
SiO_2	۵۰٫۷۵	۵۱٫۷۹	۵۴٫۱۹	۵۲٫۶۷	۵۳٫۴۷		۵۱٫۲۲		۵۰٫۵۴	۵۲٫۸۴	۵۱٫۴۵
TiO_2	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۱۲	۰٫۴۳	۰٫۱۶		۰٫۴۳		۰٫۵۲	۰٫۲۲	۰٫۴۰
Al_2O_3	۲٫۲۹	۲٫۶۳	۱٫۲۷	۲٫۱۷	۱٫۴۷		۲٫۷۴		۳٫۰۴	۱٫۸۴	۲٫۰۵
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۵۴	۰٫۰۳	۰٫۲۷		۰٫۱۰		۰٫۰۰	۰٫۳۸	۰٫۰۴
FeO	۹٫۵۵	۹٫۰۸	۳٫۶۶	۶٫۴۰	۴٫۶۴		۸٫۸۵		۹٫۳۹	۴٫۴۵	۹٫۲۱
MnO	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۵		۰٫۲۰		۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۲۶
MgO	۱۵٫۶۷	۱۵٫۶۳	۱۸٫۰۵	۱۶٫۸۸	۱۷٫۸۲		۱۵٫۷۰		۱۴٫۷۵	۱۷٫۵۰	۱۵٫۹۴
CaO	۲۰٫۸۴	۲۰٫۸۳	۲۲٫۶۹	۲۱٫۳۹	۲۲٫۵۵		۲۰٫۹۰		۲۰٫۶۲	۲۲٫۴۰	۱۹٫۶۰
Na_2O	۰٫۳۴	۰٫۲۷	۰٫۲۰	۰٫۲۷	۰٫۲۲		۰٫۲۸		۰٫۴۲	۰٫۲۲	۰٫۳۲
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰		۰٫۰۰		۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
مجموع	۱۰۰٫۱۶	۱۰۰٫۹۱	۱۰۰٫۸۲	۱۰۰٫۳۷	۱۰۰٫۷۵		۱۰۰٫۴۲		۹۹٫۴۸	۹۹٫۹۵	۹۹٫۲۸
	فرمول براساس ۶ اتم اکسیژن										
Si	۱٫۸۷۴	۱٫۸۹۸	۱٫۹۵۴	۱٫۹۲۲	۱٫۹۳۲		۱٫۸۸۴		۱٫۸۸۲	۱٫۹۲۵	۱٫۹۱۴
Ti	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۴		۰٫۰۱۲		۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۱
Al	۰٫۱۰۰	۰٫۱۱۴	۰٫۰۵۴	۰٫۰۹۳	۰٫۰۶۳		۰٫۱۱۹		۰٫۱۳۳	۰٫۰۷۹	۰٫۰۹۰
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۸		۰٫۰۰۳		۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۱
Fe^{3+}	۰٫۱۵۳	۰٫۰۸۴	۰٫۰۳۱	۰٫۰۵۸	۰٫۰۷۲		۰٫۱۰۷		۰٫۱۰۴	۰٫۰۶۳	۰٫۰۸۲
Fe^{2+}	۰٫۱۴۲	۰٫۱۹۴	۰٫۰۷۹	۰٫۱۳۷	۰٫۰۶۸		۰٫۱۶۵		۰٫۱۸۸	۰٫۰۷۲	۰٫۲۰۵
Mn	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵		۰٫۰۰۶		۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸
Mg	۰٫۸۶۲	۰٫۸۵۴	۰٫۹۷۰	۰٫۹۱۸	۰٫۹۶۰		۰٫۸۶۱		۰٫۸۱۹	۰٫۹۵۰	۰٫۸۸۴
Ca	۰٫۸۲۴	۰٫۸۱۸	۰٫۸۷۶	۰٫۸۳۶	۰٫۸۷۳		۰٫۸۲۴		۰٫۸۲۳	۰٫۸۷۴	۰٫۷۸۱
Na	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۵		۰٫۰۲۰		۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۳
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰		۰٫۰۰۰		۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
مجموع	۴	۴	۴	۴	۴		۴		۴	۴	۴
$Mg/(Mg+Fe^{2})$	۰٫۸۶	۰٫۸۱	۰٫۹۲	۰٫۸۷	۰٫۹۳		۰٫۸۴		۰٫۸۱	۰٫۹۳	۰٫۸۱
$Fe^{2}/(Fe_{tot})$	۰٫۴۸	۰٫۷۰	۰٫۷۲	۰٫۷۰	۰٫۴۹		۰٫۶۱		۰٫۶۴	۰٫۵۳	۰٫۷۱
$Al/(Al+Fe^{3}+Cr)$	۰٫۳۹	۰٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۶۱	۰٫۴۴		۰٫۵۲		۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۵۲
اعضای پایانی											
En	۰٫۴۷	۰٫۴۶	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۵۰		۰٫۴۷		۰٫۴۵	۰٫۵۰	۰٫۴۷
Fs	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴		۰٫۰۹		۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۱۱
Wo	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۴۶		۰٫۴۵		۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۴۲



شکل ۴ رده‌بندی کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی: الف) نمودار Q نسبت به J (برگرفته از مرجع [۲۳]). همه نمونه‌ها در گستره پیروکسن‌های Fe-Mg-Ca واقع هستند. ب) نمودار Di-Hd-En-Fs (برگرفته از مرجع [۲۳]). نمونه‌ها در مرز بین دیوپسید و اوژیت قرار دارند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]

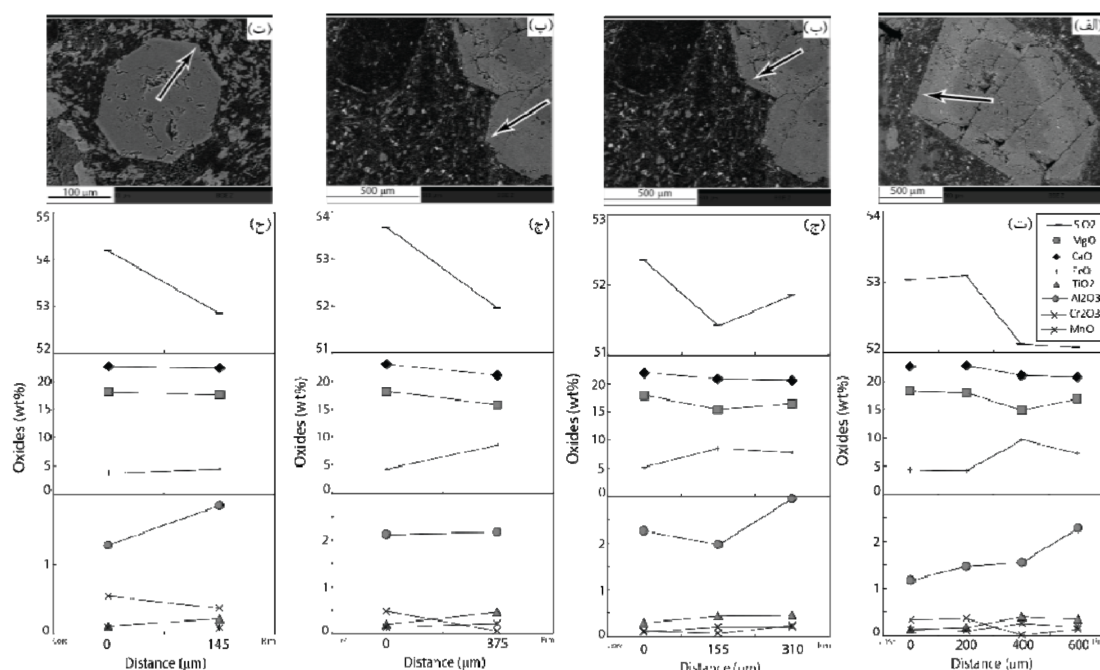
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]

مقادیر کاتیون‌های موجود در بخش مرکزی به صورت Si = ۱٫۸۷ – ۱٫۹۵، Al_{tot} = ۰٫۰۵ – ۰٫۱۱، Mg = ۰٫۸۵ – ۰٫۹۸، Ca = ۰٫۸۲ – ۰٫۸۹، Fe^{2+} = ۰٫۰۳ – ۰٫۱۹ و Fe^{3+} = ۰٫۰۳ – ۰٫۱۵ اتم در واحد فرمولی، در بخش میانی به صورت Si = ۱٫۸۸ - ۱٫۹۳، Al_{tot} = ۰٫۰۷ - ۰٫۱۲، Mg = ۰٫۸۲ – ۰٫۸۶، Ca = ۰٫۸۲ - ۰٫۸۴، Fe^{2+} = ۰٫۱۷ - ۰٫۲۲ و Fe^{3+} = ۰٫۰۸ – ۰٫۱۱ اتم در واحد فرمولی و لبه به صورت Si = ۱٫۸۸ – ۱٫۹۳، Al_{tot} = ۰٫۰۸ – ۰٫۱۳، Mg = ۰٫۸۲ – ۰٫۹۵، Ca = ۰٫۷۸ – ۰٫۸۲، Fe^{2+} = ۰٫۰۷ – ۰٫۲۰ و Fe^{3+} = ۰٫۰۶ – ۰٫۱۱ اتم در واحد فرمولی است. با توجه جدول‌های ۱ و ۲ مقادیر اکسیدهای MnO، TiO_2 و Na_2O در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها پایین بوده و به ترتیب برای بخش مرکزی از ۰٫۱۰ تا ۰٫۲۷، ۰٫۱۲ تا ۰٫۴۷ و ۰٫۲۰ تا ۰٫۳۴ درصد وزنی اکسیدها، برای بخش میانی به ترتیب با ۰٫۱۲۰ تا ۰٫۲۶، ۰٫۴۰ تا ۰٫۴۴ و ۰٫۲۸ تا ۰٫۳۶ درصد وزنی اکسیدها و در لبه‌ها به ترتیب به صورت ۰٫۲۶ – ۰٫۱۰، ۰٫۵۲ – ۰٫۲۲ و ۰٫۴۴ – ۰٫۲۱ درصد وزنی اکسیدها است. مقدار عدد منیزیم ($Mg\# = Mg/Fe^{2+} + Mg$) در کلینوپیروکسن‌ها بالا بوده و در بخش مرکزی از ۰٫۸۱ تا ۰٫۹۷، در بخش میانی برابر با ۰٫۸۴ – ۰٫۷۹ و در لبه از ۰٫۸۱ تا ۰٫۹۳ در تغییر است.

تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن

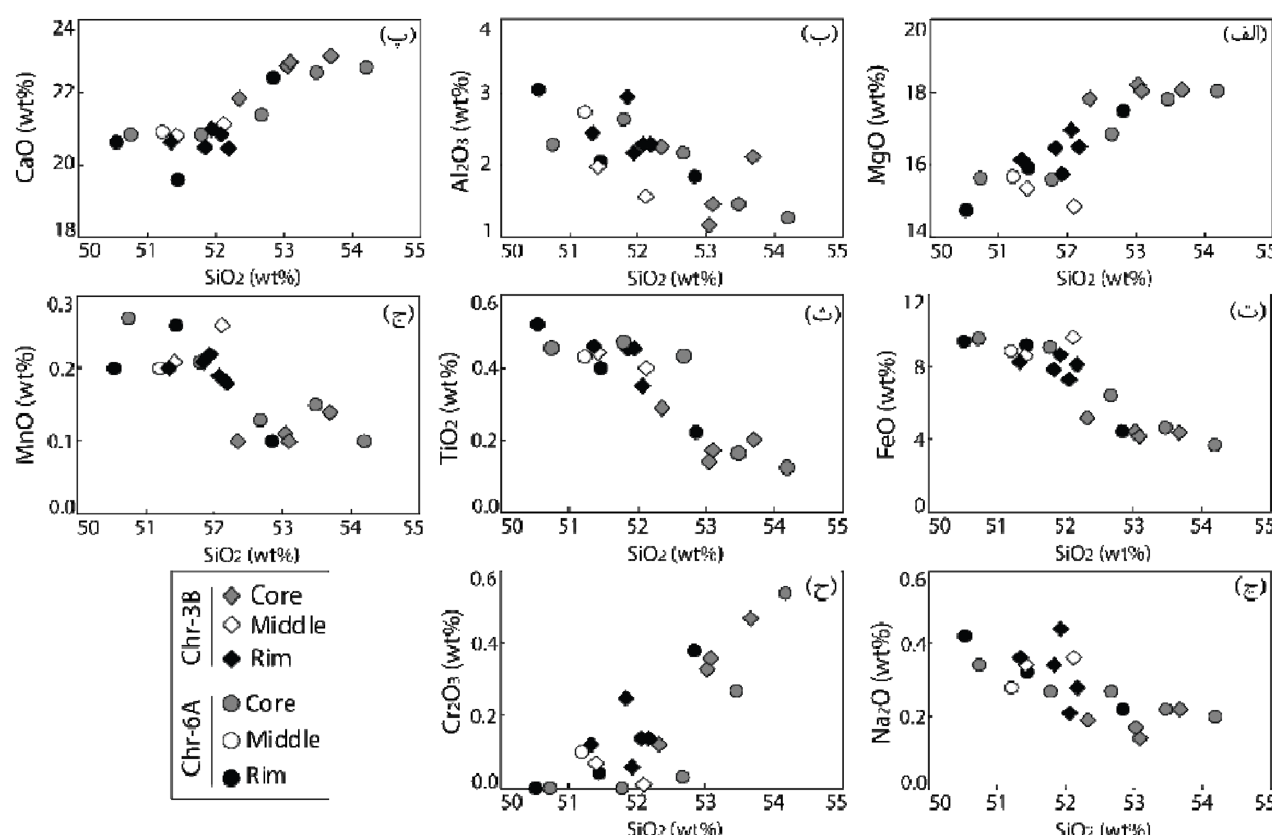
برای تعیین تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها، نقاط مختلفی از قسمت‌های مرکزی به سمت لبه توسط ریزپردازنده تجزیه شد. بررسی تغییرات اکسیدهای مختلف موجود در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیانگر کاهش SiO_2، CaO، MgO و Cr_2O_3 و افزایش FeO، Al_2O_3 و TiO_2 از مرکز به لبه است. این تغییرات با روند منطقه‌بندی عادی در کلینوپیروکسن‌ها همخوانی دارد. تغییرات اکسیدهای مختلف نسبت به فاصله همراه با تصاویر BSE و جایگاه نقاط تجزیه شده بر آن در شکل ۵ ارائه شده است.

در نمودارهای دوتایی اکسیدهای اصلی موجود در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نسبت به SiO_2 (شکل ۶)، MgO (شکل ۶ الف)، CaO (شکل ۶ پ) و Cr_2O_3 (شکل ۶ چ) دارای همبستگی مثبت هستند و همراه با افزایش SiO_2، روند افزایشی از خود نشان می‌دهند. در حالی که Al_2O_3 (شکل۶ ب)، FeO (شکل ۶ ت)، TiO_2 (شکل ۶ ث)، MnO (شکل ۶ ج) و Na_2O (شکل ۶ چ) دارای همبستگی منفی هستند و همراه با افزایش SiO_2، روند کاهشی از خود نشان می‌دهند.



شکل ۵ نمودارهای تغییرات اکسیدهای مختلف در ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی نسبت به فاصله از مرکز به سمت لبه. جایگاه نقاط تجزیه شده توسط میکروسکوپ الکترونی در تصاویر BSE نشان داده شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]



شکل ۶ نمودارهای تغییرات دوتایی اکسیدهای اصلی موجود در ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نسبت به SiO_2.

تعیین سری ماگمایی با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن

استفاده از ترکیب کانی کلینوپیروکسن برای تعیین خصوصیات ماگمای دربرگیرنده این کانی در سنگ‌های آذرین و بویژه سنگ‌های آذرین خروجی بسیار اغلب رایج است [۱۷، ۲۴]. همچنین ترکیب کلینوپیروکسن معمولاً در برابر تغییرات دگرگونی و دگرسانی مقاوم بوده و از اینرو استفاده از ترکیب این کانی برای تعیین ویژگی‌های ماگمای اولیه در سنگ‌های دگرسان شده بسیار مناسب است [۲۵].

برای تعیین ماهیت اولیه و یا دگرگون شده ماگمای بوجود آورنده سنگ‌های مورد بررسی از نمودار Xm نسبت به Ym [۲۶] استفاده شد. بر این اساس، همه کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از ماگمای اولیه با $Ti/Mg < ۰٫۳۵$ متبلور شده‌اند (شکل ۷ الف). پارامترهای Xm و Ym در این نمودار، با استفاده از روابط زیر محاسبه می‌شوند:

$$Xm = -0.178SiO_2 + 0.234TiO_2 + 0.211Al_2O_3 + 0.307Cr_2O_3 - 0.562FeO(tot) - 0.599MnO + 0.056MgO + 0.373CaO - 0.102Na_2O \quad (۱)$$

$$Ym = 0.562SiO_2 + 0.212TiO_2 + 0.259Al_2O_3. + 0.211Cr_2O_3 + 0.027FeO(tot) - 0.172MnO + 0.522MgO - 0.481CaO + 0.05Na_2O \quad (۲)$$

برای تعیین سری ماگمای بوجود آورنده بازالت‌های جنوب غرب خوی، از عناصر Al، Si، Ti، Ca، Na و Cr موجود در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها استفاده شد (شکل‌های ۷ پ و ت). نسبت Si/Al در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های ابراشباع از سیلیس به نسبت بالا و در بازالت‌های قلیایی پایین است [۲۷]. مقدار نسبت Si/Al در کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غربی خوی بالا بوده و از ۱۴٫۱۱ تا ۳۸٫۴۸ در تغییر است و با ویژگی‌های بازالت‌های ابراشباع از سیلیس همخوانی دارد. از اینرو در نمودار دوتایی SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۸]، همه نقاط تجزیه شده از کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی در گستره نیمه قلیایی واقع هستند (شکل ۷ ب). برای تعیین دقیق‌تر سری ماگمای بوجود آورنده سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای Ti نسبت به Al_{tot} (شکل ۷ پ) [۱۶] و Ti نسبت به Ca+Na

(شکل ۷ ت) [۱۶] استفاده شد. در این نمودارها، نمونه‌ها بیشتر در گستره همپوشانی بازالت‌های تولئیتی و آهکی قلیایی قرار دارند.

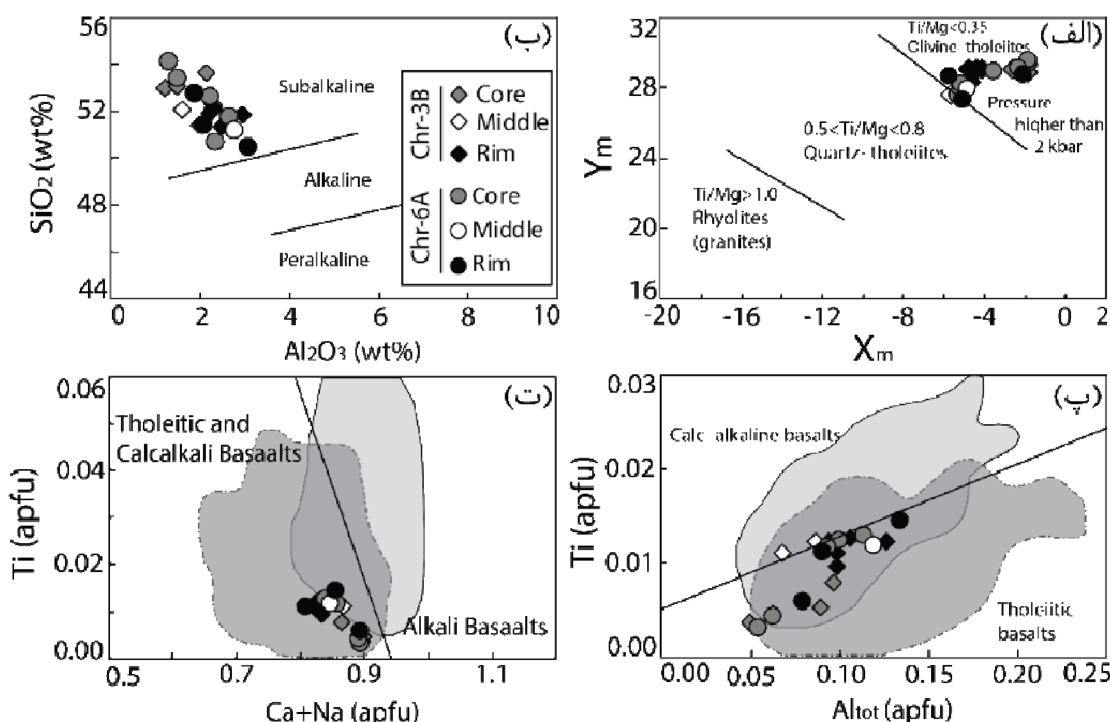
زمین‌دما- فشار سنجی

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن وابستگی زیادی به شرایط ترمودینامیکی مذاب دربرگیرنده این کانی دارد و نشانگر ماهیت سنگ میزبان همراه با شرایط دما و فشار تبلور این کانی در مذاب است [۲۶، ۲۹]. استفاده از نمودار XPT نسبت به YPT (برگرفته از مرجع [۲۶]) دمای ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد را برای تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بدست می‌دهد (شکل ۸ الف). در این روش، مقادیر پارامترهای XPT و YPT از روابط زیر محاسبه می‌شود:

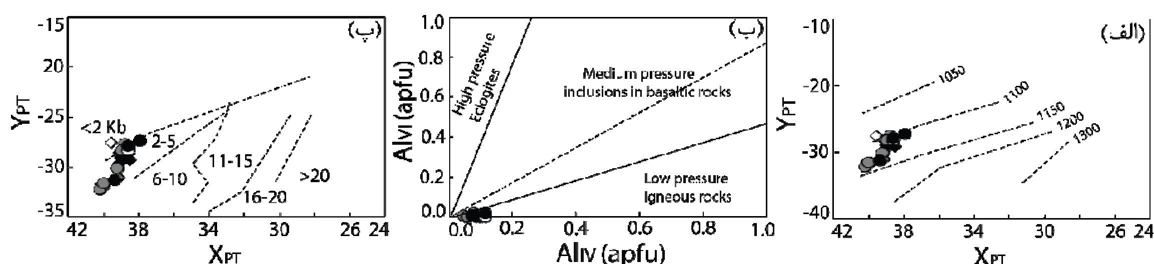
$$XPT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO(tot) - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O \quad (۳)$$

$$YPT = 0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO(tot) + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O \quad (۴)$$

مقدار نسبت Al^{VI}/Al^{IV} در کانی کلینوپیروکسن وابسته به فشار است، بطوریکه کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌هایی که در شرایط فشار پایین متبلور می‌شوند، دارای مقادیر پایین نسبت Al^{VI}/Al^{IV} در ترکیب خود هستند. این نسبت در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب خوی پایین است و در نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۳۰]، همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره کلینوپیروکسن‌های فشار پایین قرار دارند (شکل ۸ ب). بمنظور تعیین دقیق‌تر فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نمودار YPT نسبت به XPT [۲۶] بکار گرفته شد. که براساس آن، همه نمونه‌ها در گستره فشار ۲ تا ۵ کیلوبار قرار دارند (شکل ۸ پ).



شکل ۷ (الف) نمودار تفکیک کلینوپیروکسن‌های متبلور شده از ماگماهای الیوین تولئیتی، کوارتز تولئیتی و ریولیتی با نسبت Ti/Mg متفاوت (برگرفته از مرجع [۲۶]). ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های جنوب غرب خوی در گستره ماگمای اولیه با ترکیب الیوین تولئیتی واقع هستند. ب) نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 (برگرفته از مرجع [۲۸])، نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی قرار دارند. پ) نمودار Ti نسبت به Al_{tot} (برگرفته از مرجع [۱۶]). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در گستره همپوشانی بازالت‌های تولئیتی و آهکی قلیایی واقع هستند. ت) نمودار Ti نسبت به Ca+Na (برگرفته از مرجع [۱۶]). نمونه‌ها در گستره بازالت‌های تولئیتی و آهکی قلیایی قرار دارند.



شکل ۸ الف) نمودار YPT نسبت به XPT (برگرفته از مرجع [۲۶]) که بر پایه آن، کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب خوی. در گستره ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. ب) نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} (برگرفته از مرجع [۳۱]) که بر اساس آن نمونه‌های مورد بررسی در گستره کلینوپیروکسن‌های فشار پایین واقع هستند. (پ) نمودار YPT نسبت به XPT (برگرفته از مرجع [۲۶]) برای تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب خوی (نشانه ها مانند شکل ۶).

تعیین گریزندگی اکسیژن ماگما

گریزندگی اکسیژن نقش بسیار مهمی در ترکیب مذاب و بلور، فرآیندهای کنترل کننده ماگمایی، توالی تبلور کانی‌ها و نیز نوع بلورهای متبلور شده دارد [۳۱]. در ترکیب پیروکسن، یون Fe^{3+} در جایگاه هشت‌وجهی می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al^{VI} و Cr شود. از اینرو، تعیین و تفکیک Al موجود در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی در ساختار کانی کلینوپیروکسن می‌تواند کمک بسیاری به تعیین مقدار Fe^{3+} موجود در ساختار کلینوپیروکسن و در پی آن تعیین میزان گریزندگی اکسیژن ماگما کند. در نمودار Al_{tot} نسبت به Si [۱۶]، Al موجود در ترکیب بیشتر کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب خوی در گستره جایگاه چاروجهی واقع هستند (شکل ۹ الف). این امر بیانگر وجود Al کافی برای پر کردن جایگاه چاروجهی در صورت کمبود Si در ترکیب کلینوپیروکسن است. در نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۳۲]، خط $Fe^{3+}=0$، خط موازنه Al^{IV} با $Al^{VI}+2Ti+Cr$ است و قرار گرفتن ترکیب کلینوپیروکسن در بالای این خط بیانگر بالا بودن میزان گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور این کانی است. ترکیب همه کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در گستره گریزندگی اکسیژن بالا قرار دارد (شکل ۹ ب).

تعیین محیط زمین‌ساختی براساس ترکیب کلینوپیروکسن

با توجه به شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی، سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب خوی در گستره بازالت‌های کوهزایی واقع هستند (شکل ۱۰ الف). به منظور تعیین دقیق‌تر محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها از نمودار مثلثی TiO_2-MnO-Na_2O [۱۷] استفاده شد (شکل ۱۰ ب). در این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌های A (بازالت‌های کمان آتشفشانی، VAB) و D (گستره همپوشانی بازالت‌های تشکیل شده در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف) واقع هستند.

نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی TiO_2-SiO_2/100-Na_2O [۳۳]، در گستره همپوشانی تولئیت‌های جزایر قوسی (IAT) و بازالت‌های حوضه‌های پشت قوس (BABB) (شکل ۱۰ پ) و در نمودار دوتایی Si نسبت به Al_{tot} [۳۳]، در گستره همپوشانی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و IAT قرار دارند (شکل ۱۰ ت). نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Ti نسبت به Al_{tot} [۳۳]، در گستره IAT (شکل ۱۰ ث) و در نمودار Ti نسبت به Al_{IV} [۳۳] در گستره‌های IAT و بازالت‌های حوضه‌های پشت قوس (شکل ۱۰ ج) واقع هستند.

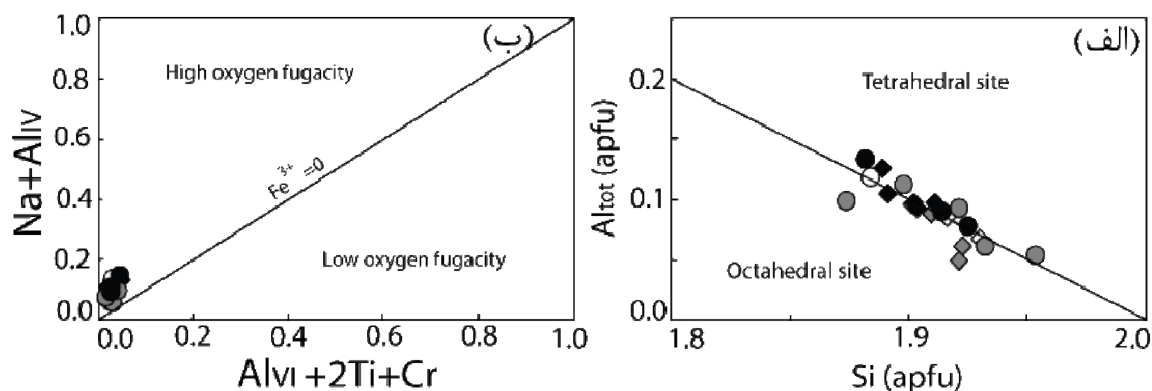
در نمودار F1-F2 [۱۷]، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در گستره‌های بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی و بازالت‌های کف پوسته اقیانوسی قرار دارند (شکل ۱۰ چ). در این نمودار، پارامترهای F1 و F2 از رابطه‌های زیر محاسبه می‌شوند:

$$F1 = -0.012SiO_2 - 0.0807TiO_2 + 0.0026Al_2O_3 - 0.0012FeO - 0.0026MnO + 0.0087MgO - 0.0128CaO - 0.0419Na_2O \quad (۵)$$

$$F2 = -0.0469SiO_2 - 0.0818TiO_2 - 0.0212Al_2O_3 - 0.004FeO - 0.1435MnO - 0.0029MgO + 0.085CaO + 0.0160Na_2O \quad (۶)$$

در نمودار Al_2O_3 نسبت به $TiO_2+Cr_2O_3$ [۳۴]، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در گستره IAT قرار دارد (شکل ۱۰ ج). برای تفکیک محیط زمین‌ساختی قوس‌های ماگمایی از محیط‌های کافتی می‌توان از نمودار Al(IV)*100 نسبت به TiO_2 [۳۵] استفاده کرد. در این نمودار، روند دیده شده برای نمونه‌های مورد بررسی با روند قوس‌های ماگمایی همخوانی دارد (شکل ۱۰ ح). استفاده از این نمودارها نتیجه روشنی در مورد محیط تشکیل سنگ‌ها بدست نمی‌دهد.

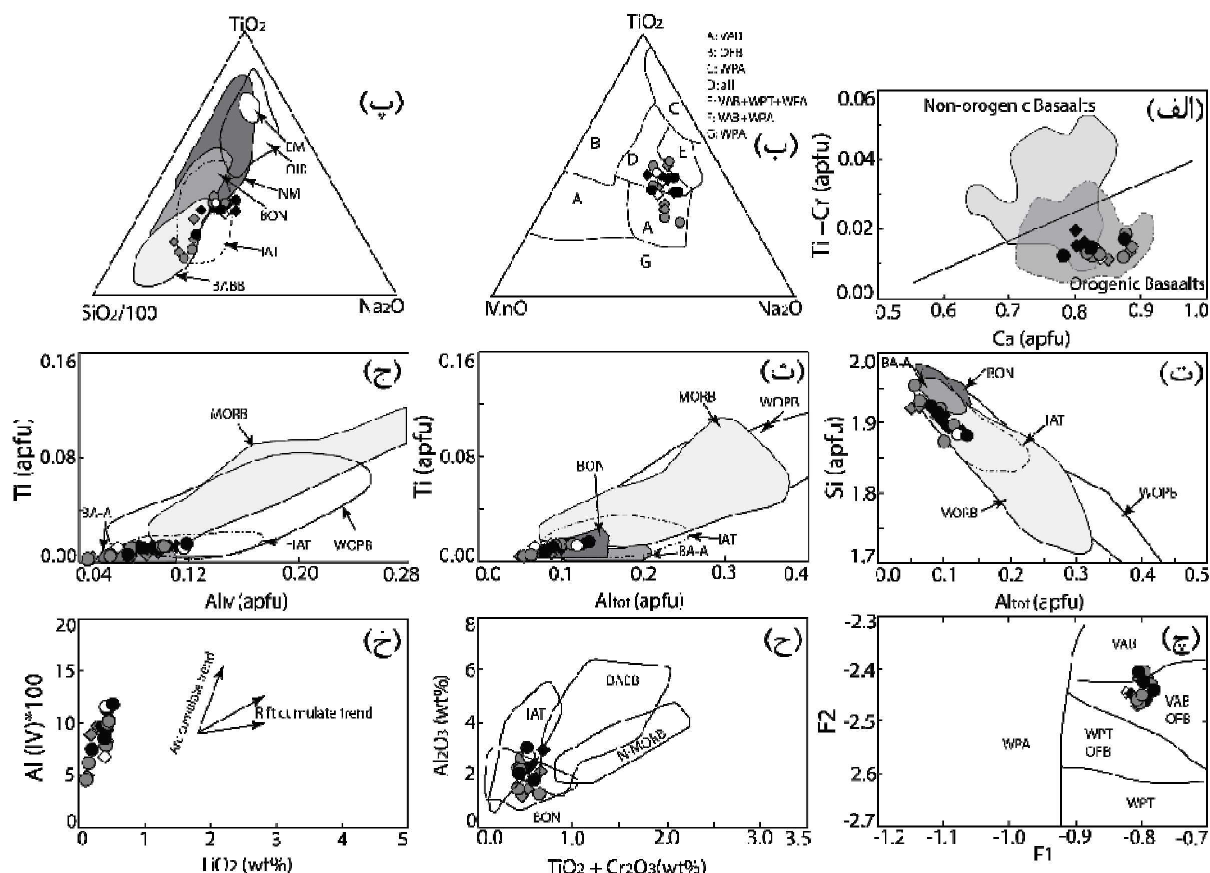
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]



شکل ۹ الف) نمودار Si نسبت به Al (برگرفته از مرجع [۱۶]) که بر اساس آن، Al موجود در ترکیب بیشتر کلینوپیروکسن‌ها در جایگاه چاروجهی قرار دارد. ب) نمودار Al^{IV} +Na نسبت به Al^{VI}+2Ti+Cr (برگرفته از مرجع [۳۳]) که برپایه آن، همه نمونه‌ها بالاتر از خط $Fe^{3+}=0$ قرار دارند و بیانگر تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از ماگمایی با گریزندگی اکسیژن بالاست (نشانه مانند شکل ۶).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]



شکل ۱۰ تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب خوی با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن. (الف) نمودار Ti+Cr نسبت به Ca (برگرفته از مرجع [۱۶]). که نمونه‌ها در گستره بازالت‌های کوهزایی واقع هستند. (ب) نمودار مثلثی TiO_2-MnO-Na_2O (برگرفته از مرجع [۱۷]). که نمونه‌ها در گستره‌های D و A واقع هستند. (پ) نمودار مثلثی TiO_2-SiO_2/100-Na_2O، که نمونه‌ها در گستره‌های IAT و BABB قرار دارند. (ت) نمودار Si نسبت به Al_{tot} که نمونه‌ها در گستره همپوشانی IAT و MORB واقع هستند. (ث) نمودار Ti نسبت به Altot که نمونه‌ها در گستره‌های IAT واقع هستند. (ج) نمودار Ti نسبت به Al^{IV} که نمونه‌ها در گستره‌های IAT و BA-A قرار دارند (نمودارهای پ تا ج برگرفته از مرجع [۳۴] هستند). (چ) نمودار F1 نسبت به F2 (برگرفته از مرجع [۱۷])، که نمونه‌ها در گستره‌های VAB و OFB واقع هستند. (ح) نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2+Cr_2O_3 (برگرفته از مرجع [۳۵]). که کلینوپیروکسن‌ها در گستره‌های IAT و بونینیت واقع هستند. (خ) نمودار Al (IV)*100 نسبت به TiO_2 (برگرفته از مرجع [۳۶]). که نمونه‌ها از روند قوس‌های ماگمایی پیروی می‌کنند (نشانه‌ها مانند شکل ۶).

برداشت

بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در منطقه جنوب غرب خوی به انواع پلاژیوکلاز-فیریک بازالت و بازالت تقسیم می‌شوند. این سنگ‌ها به شدت دگرسان هستند و با توجه به حضور گسترده کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت، اغلب به رنگ سبز دیده می‌شوند. با وجود دگرسانی گسترده، درشت بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها سالم هستند. ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از دیوپسید تا اوژیت در تغییر است و اغلب منطقه‌بندی عادی از خود نشان می‌دهند.

بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در جنوب غرب خوی از ماگمای اولیه با ترکیب الیوین تولئیتی متبلور شده‌اند. با توجه به شیمی کانی کلینوپیروکسن، سنگ‌های مورد بررسی در گستره دمایی ۱۱۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد، فشار پایین (۲تا ۵ کیلوبار) و گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. برپایه نمودارهای تفکیک کننده محیط زمین‌ساختی بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازی، محیط زمین‌ساختی ویژه‌ای برای سنگ‌های مورد بررسی بدست نیامد و در بیشتر نمودارها نمونه‌ها ویژگی‌های محیط‌های IAT، MORB و BABB را از خود نشان می‌دهند. این ویژگی (مشخصه‌های ترکیبی بین محیط‌های پشته‌های میان اقیانوسی و جزایر قوسی) اغلب در بازالت‌های تشکیل شده در حوضه‌های پشت قوس قابل دیده است [۳۶، ۳۷].

محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های مورد بررسی با استفاده از روابط صحرایی و مقایسه با توده‌های همسایه دقیق تر تعیین شد. مقایسه روابط صحرایی در منطقه جنوب غرب خوی (حضور میان‌لایه‌هایی از آهک‌های لجه‌ای در بین بازالت‌ها) با بازالت‌های رخنمون یافته با سن کرتاسه پسین در شمال‌غرب ایران چون بازالت‌های خوی [۳۸] و بازالت‌های چالدران [۳۹] بیانگر تشابه این مجموعه‌هاست و به احتمال بسیار بازالت‌های مورد بررسی بخشی از مجموعه افیولیتی خوی هستند. پژوهش‌های بسیاری پیرامون منطقه خوی انجام شده و نظرات مختلفی در مورد تشکیل مجموعه افیولیتی خوی و سنگ‌های مختلف رخنمون یافته در این منطقه ارائه شده‌اند (مانند [۳۸، ۴۰-۴۲]). پژوهشی که به تازگی پیرامون افیولیت‌های خوی انجام شده [۴۳] بیانگر تشکیل این مجموعه در یک حوضه پشت قوس است. در منطقه خوی، دو نوع گدازه بازالتی (گدازه‌های بالشی و بازالت‌های توده‌ای) با ویژگی‌های زمین شیمیایی وابسته به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) رخنمون دارند [۳۸]. همچنین مقایسه روابط سنگ‌نگاری و شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد بررسی با بازالت‌های تشکیل شده در حوضه‌های پشت قوس در نقاط مختلف دنیا چون مجموعه کوره در شمال ترکیه [۴۴] بیانگر تشابه شرایط تشکیل این دو مجموعه است. از اینرو با درنظر گرفتن احتمال وجود وابستگی زایشی بین بازالت‌های مورد بررسی با بازالت‌های رخنمون یافته در منطقه خوی، شاید بتوان محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی را نیز به حوضه پشت قوس خوی نسبت داده و این بازالت‌ها را برآمده از گسترش این حوضه در نظر گرفت. هر چند اظهار نظر قطعی در این مورد نیازمند به داده‌های دیگر از جمله شیمی سنگ کل و داده‌های ایزوتوپی است.

قدردانی

این مقاله از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول و با حمایت مالی دانشگاه ارومیه برگرفته شده است. از اینرو از حمایت‌ها و کمک‌های آن دانشگاه قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R.J., Taylor S.R., *"Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle sources"*, Chemical Geology, 30 (1980) 227-256.

[2] Keller B., Schoene B., *"Plate tectonics and continental basaltic geochemistry throughout Earth history"*, Earth and Planetary Science Letters, 481 (2018) 290-304.

[3] Dogan-Kulahci G.D., Temel A., Gourgaud A., Varol E., Guillou H., Deniel C., *"Contemporaneous alkaline and calc-alkaline series in Central Anatolia (Turkey): Spatio-temporal evolution of a post-collisional Quaternary basaltic volcanism"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 356 (2018) 56-74.

[4] Shafaii Moghadam H., Rahgoshay M., Banitaba A., *"Geochemistry and petrogenesis of basaltic flows in the Nain-Dehshir ophiolites"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 16 (2009) 602-611.

[5] Simonov V.A., Gordienko I.V., Stupakov S.I., Medvedev A.Y., Kotlyarov A.V., Kovyazin S.V., *"Conditions of basalt formation in the Dzhida zone*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.10.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.401]

implications of the iron-rich tholeiitic basalts in the Hutuo Group of the Wutai Mountains, Central Trans-North China Orogen", Precambrian Research, 271 (2015) 225-242.

[16] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series",* Earth and Planetary Science Letters, 59 (1982) 139-154.

[17] Nisbet E.G., Pearce J.A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings",* Contributions to Mineralogy Petrology, 63 (1977) 149-160.

[18] Nimis P., *"A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 121 (1995) 115-125.

[19] Jankovics M.É., Taracsák Z., Dobosi G., A. Embey-Isztin, A. Batki, S. Harangi, C.A. Hauzenberger, *"Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics",* Lithos, 262 (2016) 120-134.

[20] Khodabandeh A.A., Soltanni G.A., Sartipi A.H., Emami M.H., *"Geological map of Iran, 1:100,000 series sheet Salmas",* Geological Survey of Iran, Tehran, (2002).

[21] Ghasemi A., Talbot C.J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)",* Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.

[22] Droop G.T.R., *"A general equation for estimating* Fe^{3+} *concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria",* Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-450.

[23] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., *"Nomenclature of Pyroxenes"*, Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-550.

[24] Ovung T.N., Ray J., Ghosh B., Koeberl C., Topa D., Paul M., *"Clinopyroxene composition of volcanics from the Manipur Ophiolite, Northeastern India: implications to geodynamic setting",* International Journal of Earth Sciences, 107 (2018) 1215-1229.

[25] Mevel C., Velde D., *"Clinopyroxenes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends",* Earth and Planetary Science Letters, 32 (1976) 158-164.

of the Paleoasian Ocean", Russian Geology and Geophysics, 55 (2014) 929-940.

[6] Derakhshi M., Ghasemi H., Toksoy Koksal F., *"Mineral chemistry and thermobarometry of Soltan Maidan basalts, north of Shahrood",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 23 (2015) 257-268.

[7] Torabi G., Abdollahi E., Shirdashtzadeh N., *"Application of mineral and whole rock analysis in identification of petrogenesis of the pillow lavas in the Nain ophiolite",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 16 (2008) 295-312.

[8] Hole M.J., *"Mineralogical and geochemical evidence for polybaric fractional crystallization of continental flood basalts and implications for identification of peridotite and pyroxenite source lithologies",* Earth-Science Reviews, 176 (2018) 51-67.

[9] Torkian A., Salehi N., *"Mineral chemistry of pyroxenes and geothermobarometry of the basic rocks, NE-Qorveh (Kurdistan)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 22 (2015) 659-670.

[10] Rezaei-Kahkhaei M., Ghasabi-Fayz A., Ghasemi H., *"Mineral chemistry of clinopyroxene in the Eocene basaltic rocks of the Gardaneh Ahovan area, NE Semnan",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 26 (2018) 339-354.

[11] Dai L.-Q., Zheng F., Zhao Z.-F., Zheng Y.-F., *"Geochemical insights into the lithology of mantle sources for Cenozoic alkali basalts in West Qinling, China",* Lithos, 302-303 (2018) 86-98.

[12] Wang X.-C., Wilde S.A., Xu B., Pang C.-J., *"Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination",* Lithos, 261 (2016) 5-45.

[13] Kimura J.-I., Sakuyama T., Miyazaki T., Vaglarov B.S., Fukao Y., Stern R.J., *"Plume-stagnant slab-lithosphere interactions: Origin of the late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin"*, Lithos, 300-301 (2018) 227-249.

[14] Li H., Zhang Z., Santosh M., Lü L., Han L., Liu W., *"Late Permian basalts in the Yanghe area, eastern Sichuan Province, SW China: Implications for the geodynamics of the Emeishan flood basalt province and Permian global mass extinction",* Journal of Asian Earth Sciences, 134 (2017) 293-308.

[15] Du L., Yang C., Wyman D.A., Nutman A.P., Lu Z., Zhao L., Wang W., Song H., Wan Y., Ren L., Geng Y., *"Petrogenesis and tectonic*

[26] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations"* AU - Soesoo, Alvar, GFF, 119 (1997) 55-60.

[27] Kushiro I., *"Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks",* American Journal of Science, 258 (1960) 548-554.

[28] Le Bas M.J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage",* American Journal of Science, 260 (1962) 267-288.

[29] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D., *"Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 123 (1996) 92-108.

[30] Aoki K.-I., Shiba I., *"Pargasites in lherzolite and websterite inclusions from Itinome-gata, Japan",* The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 68 (1973) 303-310.

[31] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., *"A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189 (2010) 340-346.

[32] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., *"Clinopyroxenes from deep sea basalts: A statistical analysis",* Geophysical Research Letters, 5 (1978) 573-576.

[33] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator",* Chemical Geology, 77 (1989) 165-182.

[34] Huot F., Hébert R., Varfalvy V., Beaudoin G., Wang C., Liu Z., Cotten J., Dostal J., *"The Beimarang mélange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin, metamorphic evolution and obduction processes of the Yarlung Zangbo ophiolite",* Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2002) 307-322.

[35] Loucks R.R., *"Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene",* Geology, 18 (1990) 346-349.

[36] Price R.C., Johnson L.E., Crawford A.J, *"Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources",* Contributions to Mineralogy and Petrology 105 (1990) 106-121.

[37] Taylor B., Martinez F., *"Back-arc basin basalt systematics",* Earth and Planetary Science Letters, 210 (2003) 481-497.

[38] Hassanipak A.A., Ghazi A.M., *"Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics",* Journal of Asian Earth Sciences, 18 (2000) 109-121.

[39] Moharami F., Azadi I., Mirmohamadi M., Mehdipour Ghazi J., Rahgoshay M., *"Petrological and Geodynamical Constraints of Chaldoran Basaltic Rocks, NW of Iran: Evidence from Geochemical Characteristics",* Iranian Journal of Earth Sciences, 6 (2014) 31-42.

[40] Avagyan A., Shahidi A., Sosson M., Sahakyan L., Galoyan G., Muller C., Vardanyan S., Firouzi K.B., Bosch D., Danelian T., Asatryan G., Mkrtchyan M., Shokri M.A., *"New data on the tectonic evolution of the Khoy region, NW Iran"* Geological Society of London Special Publications 428 (2017).

[41] Khalatbari- Jafari M., Juteau T., Bellon H., Emami H., *"Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran)",* C. R. Geosciences, 335 (2003) 917-929.

[42] Lechmann A., Burg J.-P., Ulmer P., Mohammadi A., Guillong M., Faridi M., *"From Jurassic rifting to Cretaceous subduction in NW Iranian Azerbaijan: geochronological and geochemical signals from granitoids",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 173 (2018) 102.

[43] Shafaii Moghadam H., Corfu F., Stern R.J., Lotfibakhsh A., "*The Eastern Khoy Metamorphic Complex of NW Iran: a Jurassic ophiolite or continuation of the Sanandaj-Sirjan Zone?",* Journal of the Geological Society, (2018) jgs2018-2081.

[44] Ustaomer T., Robertson A.H.F., *"Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: The Palaeotethyan Kiire Complex, Central Pontides, northern Turkey",* Journal of the Geological Society, London, 151 (1994) 291- 305.